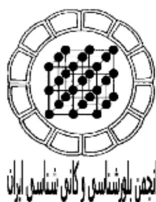
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۱۰۵ تا ۱۲۲

کاربرد شیمی کانی در تعیین سنگ مادر و دمافشارسنجی سنگ‌های دگرگونی سرتیپ‌آباد (قروه-استان کردستان)

اشرف ترکیان*، زهرا شیرمحمدی، فاطمه کوکبی، مهسا طهماسبی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۳/۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۶/۱۹)

چکیده: مجموعه دگرگونی سرتیپ‌آباد در شهرستان قروه (کردستان) بخشی از پهنه سنندج – سیرجان است. این مجموعه از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواعی از شیست (آمفیبول‌شیست، اکتینولیت‌شیست، میکاشیست و گارنت شیست)، مرمر، متادیوریت، متاگابرو و پاراگنیس و نیز سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از نوع هورنفلس، تشکیل شده است. ترکیب کانی بیوتیت در شیست‌ها و پاراگنیس از نوع سیدروفیلیت و در هورنفلس‌ها و متادیوریت به ترتیب از نوع آنیتی و فلوگوپیتی است. آمفیبول‌ها در پاراگنیس‌ها از نوع هورنبلند و در متادیوریت‌ها دارای ترکیب اکتینولیت هستند. گارنت‌ها درگارنت میکاشیست از نوع آلماندن، پلاژیوکلازها در متادیوریت‌ها و متاگابروها از نوع لابرادوریتی و در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین هستند. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و دمافشارسنجی نشان می‌دهد که طیف سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در گستره رخساره شیست سبز تا اپیدوت آمفیبولیت و در مرز بین پهنه‌های بیوتیت تا استارولیت تشکیل شده‌اند در این راستا، برای انواع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دست بالا رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس در نظر گرفته می‌شود که برای سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیانگر قلمرو رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس در پهنه های زوئیزیت تا آمفیبول است. در دماسنجی با روش‌های تک کانی بیوتیت و با دماسنج تبادلی گارنت-بیوتیت، میانگین دما برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای حدود ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد و برای سنگ‌های دگرگونی مجاورتی حدود ۶۴۷ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. همچنین براساس دما-فشار سنجی به روش تک کانی بیوتیت، دما و فشار دگرگونی به طور میانگین برای مرحله دگرگونی M1 حدود ۵۷۸ درجه سانتی‌گراد و ۵/۱۶ کیلوبار و برای مرحله M2 حدود ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و ۴/۶ کیلوبار است. بر اساس بررسی‌های صحرایی، شواهد سنگ‌نگاری و داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های مادر از سنگ‌های رسوبی بوده و به ترتیب در سنگ‌های پاراگنیسی، هورنفلس‌ها و شیست‌ها از نوع آرکوز، ماسه سنگ تیره و شیل هستند.

واژه‌های کلیدی: *دگرگونی؛ سنگ مادر؛ دماسنجی؛ متاگابرو؛ پاراگنیس؛ سنندج- سیرجان.*

مقدمه

فلات ایران شامل چند واحد ساختاری است که از کمربند چین خورده آلپ هیمالیا محسوب می‌گردد [۱]. پهنه دگرگونی-نفوذی سنندج -سیرجان با طول ۱۵۰۰کیلومتر و عرض تقریبی ۲۰۰ کیلومتر، با روند شمال غربی - جنوب شرقی از مهمترین این واحدهاست [۲]. از نظر فعالیت‌های دگرگونی این پهنه بسیار فعال بوده است و سنگ‌های آن بیشتر وابسته به دوران مزوزوئیک هستند و کم و بیش دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای و گاهی مجاورتی شده‌اند. از این رو، فرآیندهای دگرگونی در همه جای آن یکسان نیستند. در نیمه جنوب شرقی این پهنه پدیده‌های دگرگونی بیشتر ناشی از عملکرد کوهزایی سیمرین پیشین بوده، در حالی که در نیمه شمالی، رویدادهای سیمرین میانی از عوامل فعالیت آذرین نفوذی و دگرگونی هستند.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۸۳۸۱۶۰۱-۰۸۱، نمابر: ۳۸۳۸۱۱۷۲-۰۸۱، پست الکترونیکی: a-torkian@basu.ac.ir

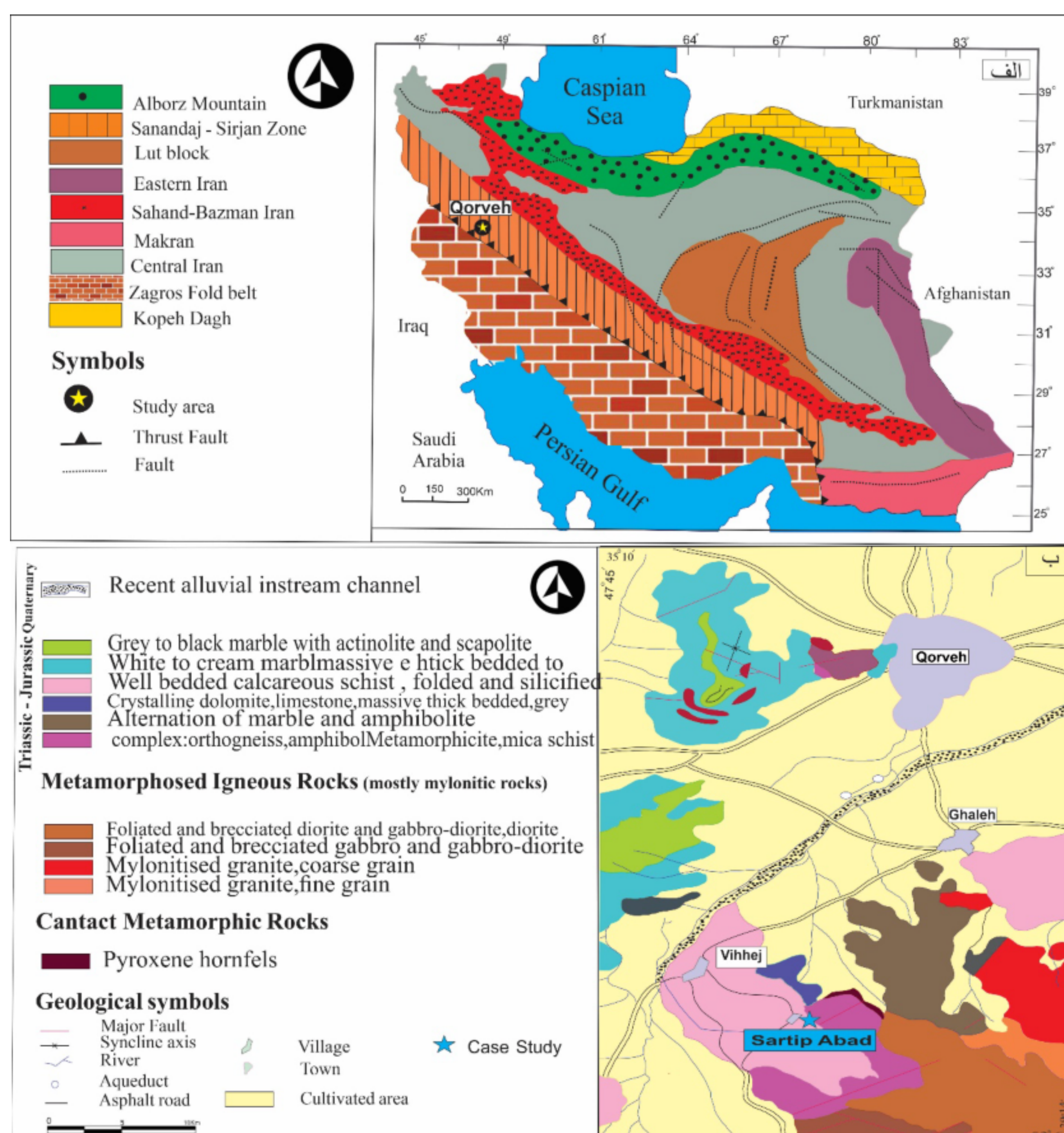
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

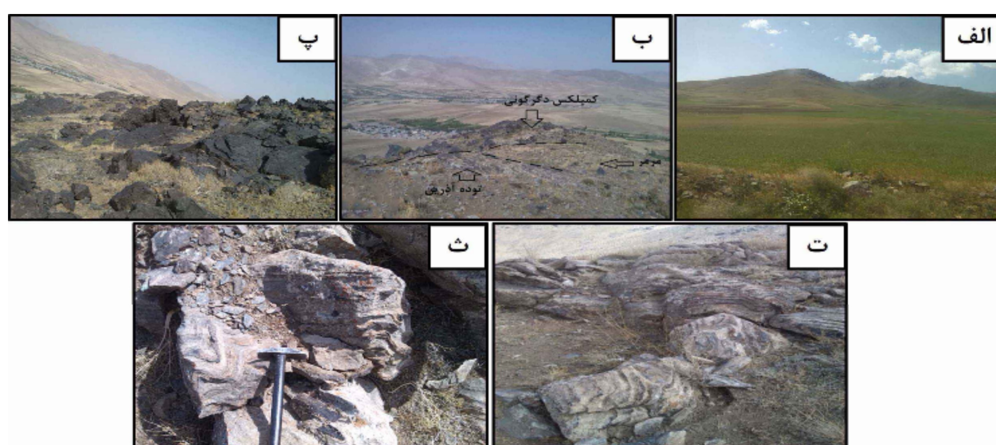
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه قروه در تقسیم‌بندی سنندج - سیرجان در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد [۳، ۴] (شکل ۱). نفوذ توده‌ها و وجود سنگ‌های مادر گوناگون سبب تنوع سنگ‌های دگرگونی این پهنه و به ویژه در منطقه مورد بررسی شده است. توده آذرین-نفوذی جنوب قروه که طیفی از سنگ‌های گرانیتوئیدی، کوارتز مونزونیتی و گابروها را دربردارد، براساس سن‌سنجی‌های انجام شده [۵] در ۱۴۹–۱۵۲ میلیون سال پیش در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مزوزوئیک نفوذ کرده [۶] و منجر به تشکیل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شده است. سنگ‌های دگرگونی گستره جنوب قروه شامل دو مجموعه سنگ‌های مجاورتی و ناحیه‌ای هستند. قدیمی‌ترین پژوهش انجام شده [۷] شامل بررسی کلی و سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی جنوب قروه است (شکل ۲). حریری [۸] دگرگونی‌های این منطقه را با سنگ‌های شیست سبز دما بالا در رخساره آمفیبولیت در معرض دگرگونی ناحیه‌ای معرفی کرد. عمروانی [۹] نیز دگرگونی‌های جنوب قروه را بررسی و معرفی نموده است. ترکیان و همکاران [۱۰] سنگ‌های دگرگونی منطقه زرینه (جنوب قروه) را بررسی کرده‌اند. چراغی [۱۱] نیز در جنوب منطقه مورد نظر، سنگ‌های دگرگونی مرزبین آصف‌آباد- تازه-آباد را بررسی نموده و آنها را مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواع شیست‌ها، متادیوریت، آمفیبولیت، مرمر و کوارتزیت تشخیص داده است.



شکل ۱ الف) نقشه پراکندگی پهنه‌های ساختاری- چینه‌شناسی ایران و موقعیت منطقه سرتیپ‌آباد در پهنه سنندج_سیرجان [۴]، ب) نقشه سنگ‌شناسی منطقه قروه و سرتیپ آباد ، برگرفته از نقشه ۱,۱۰۰۰۰۰ قروه [۶].



شکل ۲ الف) دورنمایی از ارتفاع‌های مجموعه دگرگونی در منطقه سرتیپ اباد (دید به سمت غرب)، ب) موقعیت مرمرها به طور مجزا در کنار سایر سنگ‌های مجموعه و توده نفوذی گابرو- دیوریتی کوه دروازه، پ) برونزد سنگ‌های هورنفلسی مجموعه سرتیپ آباد، ت) برونزدهای مرمر در منطقه، ث) نمای نزدیکی از شکل (ت) که در آن اثر تنش‌های تراکمی در منطقه نمایان است.

در این پژوهش، سنگ‌های دگرگونی مجموعه سرتیپ‌آباد در جنوب شهرستان قروه بررسی شده است. این مجموعه دگرگونی دربردارنده سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواعی از شیست، مرمر، متادیوریت، متاگابرو، گنیس و نیز هورنفلس است (شکل‌های ۳ و ۴). در این نوشتار، مجموعه یادشده از نظر روابط صحرایی، سنگ‌نگاری، و شیمی‌کانی بررسی می‌شود. ترکیب نتایج به دست آمده منجر به داده‌هایی از شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های مورد بررسی شده است.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، از بین ۱۵۰ نمونه برداشت شده از منطقه، حدود ۴۲ نمونه‌ی برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند. برای بررسی‌های شیمی کانی، ۵ نمونه به شرکت کانساران بینالود (تهران) ارسال و با دستگاه ریزکاوالکترونی با زمان 80s، ولتاژ 50kV و پرتوی 1mA و ۱۰۰۰ μm تجزیه شدند. افزون بر این، برای بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ کل در سنگ‌های مجموعه دگرگونی سرتیپ‌آباد، ۹ نمونه (۳ نمونه از شیست‌ها، ۳ نمونه از هورنفلس‌ها و ۳ نمونه از پاراگنیس‌ها) انتخاب و به روش طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در آزمایشگاه MSA کانادا تجزیه گردیدند.

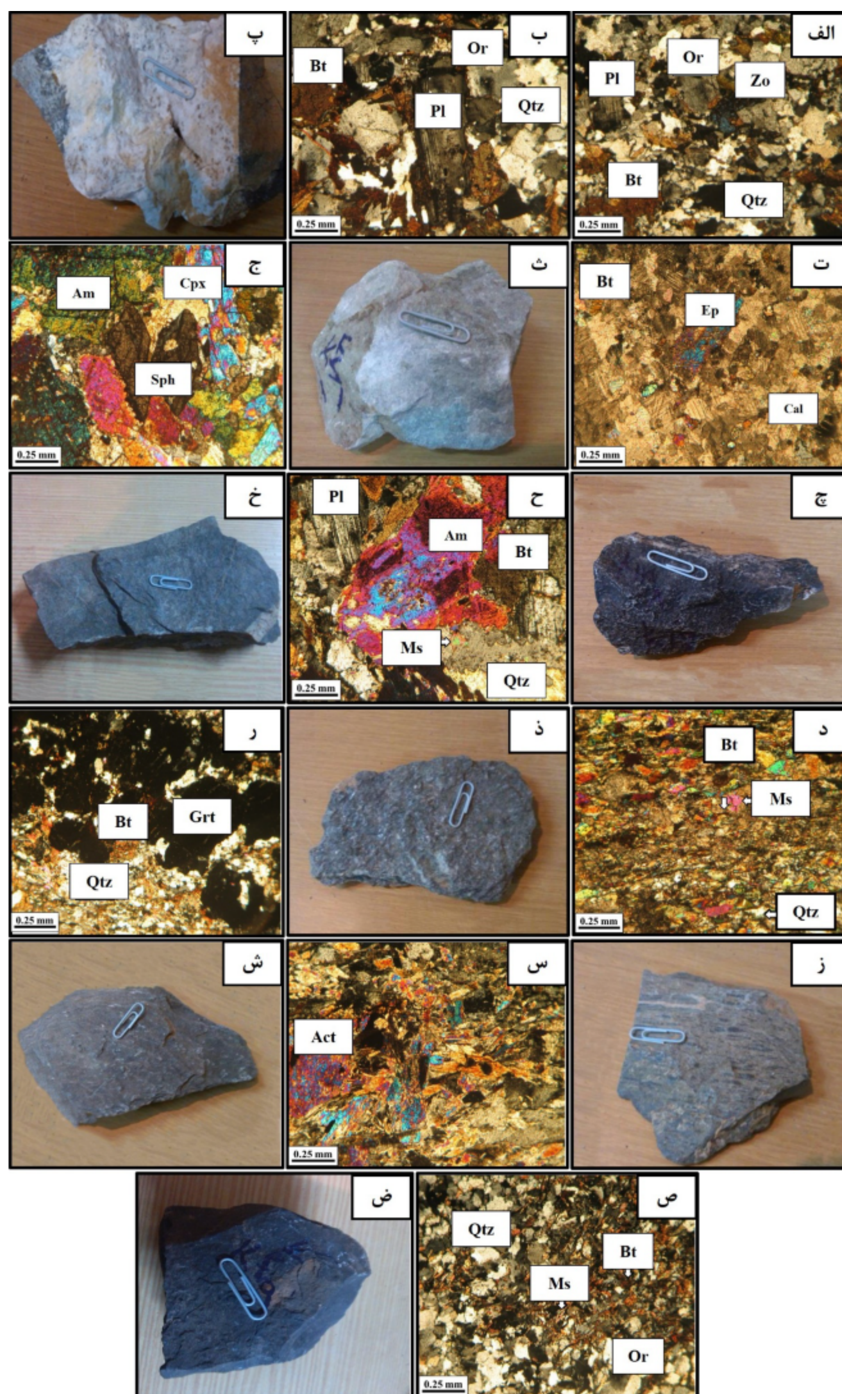
سنگ نگاری

مجموعه دگرگونی سرتیپ‌آباد شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای چون پاراگنیس، مرمر، متاگابرو، متادیوریت و شیست و نیز سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) است:

پاراگنیس: ترکیب کانی‌شناسی این سنگ کوارتز (٪۳۵- ۱۵)، پلاژیوکلاز (٪۱۵-۱۰) و اورتوکلاز (٪۳۰-۲۰) در کنار کانی‌های مافیک چون بیوتیت (٪۱۵-۱۰) و هورنبلند سبز (٪۱۵-۱۰) است. اسفن (تیتانیت)، اپیدوت، زیرکن، اکسیدهای فلزی و زوئیزیت کانی‌های اصلی را همراهی می‌کنند (شکل ۳ الف ، ب، پ). در نمونه دستی این سنگ‌ها درشت بلور و دارای ساخت گنیستوزیته هستند. ضریب رنگینی متناسب با فراوانی کانی‌های مافیک متغیر است، ولی اغلب سنگ روشن بوده و در صورت وجود کانی‌های مافیک، کمی تیره‌تر هستند.

مرمر: در سراسر منطقه جنوب قروه، سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمر) به چشم می‌خورد، به طوری که معادن سنگ تزیینی بسیاری در این ناحیه در حال بهره‌برداری هستند. در مرزبین مجموعه دگرگونی سرتیپ-آباد و توده نفوذی گابرو- دیوریتی دروازه، یک لایه آهک دگرگون شده، با ضخامت حدود پنج متر دیده می‌شود. رنگ آن در نمونه دستی سفید مایل به شیری و به نسبت درشت دانه است. مقطع میکروسکوپی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که نخستین اثر دگرگونی بر مرمرها بازتبلور کلسیت است. کلسیت در مرمرها بافت موزائیکی دارد و زاویه بین مرز کانی‌ها در نقطه سه‌گانه حدود ۱۲۰ درجه است. کانی اصلی کلسیت است و کانی‌های فرعی کوارتز، بیوتیت، اپیدوت، فلدسپار، کانی‌های فلزی و گرافیت هستند. این سنگ‌ها در درجه‌های پایین دگرگونی ناحیه‌ای شکل گرفته‌اند، بطوریکه همچنان در بخش‌هایی، سنگ مادر آهکی دست نخورده مانده است (شکل ۳ ت و ث).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]



شکل ۳ تصویرهای میکروسکوپی (در نور قطبیده متقاطع، XPL) و نمونه دستی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای سرتیپ‌آباد: الف) پاراگنیس که بافت آن دانه شکفتی است؛ ب) بافت پورفیری دانه شکفتی در پاراگنیس، پ) نمونه دستی از پاراگنیس‌های سرتیپ‌آباد، ت) یک نمونه مرمر که بافت آن موزائیکی بوده و کانی غالب کلسیت است، کانی بیوتیت و اپیدوت به عنوان کانی فرعی در شکل دیده می‌شود؛ ث) نمونه دستی از مرمر منطقه سرتیپ‌آباد، ج) متاگابروهای منطقه، که در آن‌ها اسفن ها و آمفیبول ها گاهی بافت پورفیری شکفتی را نشان می دهند؛ چ) نمونه دستی متاگابرو، ح) سنگ متادیوریتی که پورفیری شکفتی آمفیبول در کنار پلاژیوکلازها دیده می‌شود؛ خ) نمونه دستی سنگ متادیوریتی، د) میکا شیست که میکاها دارای کشیدگی بوده و بافت ورقه شکفتی هستند؛ ذ) نمونه دستی میکاشیست، ر) گارنت میکا شیست که در آن گارنت تمام شکل و دارای سایه فشاری از نوع نامتقارن و بافت پورفیری ورقه شکفتی است؛ ز) گارنت میکا شیست در نمونه دستی، ژ) اکتینولیت شیست که در آن اکتینولیت کانی غالب بوده و دارای بافت نخ شکفتی است، س) اکتینولیت شیست در نمونه دستی، ش) یک نمونه از هورنفلس‌های منطقه که دارای بافت دانه شکفتی است و میکاها در آن ریز دانه و بدون برای یافتگی هستند؛ ص) نمونه دستی از هورنفلس‌های منطقه سرتیپ‌آباد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

متاگابرو: متاگابروها کمتر از ۱۰درصد کل مجموعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ ج ، چ). این سنگ‌ها نیز دربردارنده کانی‌های دگرگونی و نیز دارای ماهیت آذرین هستند و از این رو متاگابرو نامیده می‌شوند. ضریب رنگینی تیره و رنگ آن‌ها خاکستری تیره تا سیاه است و دارای ساخت توده‌ای و از نظر دانه‌بندی متوسط تا درشت دانه هستند. وجود پلاژیوکلاز به عنوان مهم‌ترین کانی روشن، به همراه کانی‌های مافیک با فراوانی متغیر، منجر به متاگابروهایی با ترکیب‌های گوناگون گابرو، هورنبلند گابرو، بیوتیت-هورنبلندگابرو شده است. پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به طور متوسط حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد، کلینوپیروکسن‌ها حدود ۵ تا ۱۵ درصد و آمفیبول‌های سبزرنگ نوع هورنبلند به مقدار ۱۰ تا ۴۰ درصد ترکیب کانیایی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. در برخی از انواع دگرسان شده اپیدوت، سرسیت و کلسیت جانشین پلاژیوکلاز و کلسیت و اپیدوت جایگزین هورنبلند شده‌اند. برخی از کلینوپیروکسن‌ها با آمفیبول (هورنبلند) دربرگرفته شده و در برخی نقاط همزمان با دگرسانی به اکتینولیت تبدیل گردیده‌اند. در برخی نمونه‌ها، بیوتیت به مقدار قابل توجهی (۸ تا ۲۵ درصد) یافت می‌شود. این گابروها در اثر نفوذ توده‌های آذرین کناری (فازهای اسیدی متاخر) دچار دگرنهادی پتاسیمی شده‌اند و در آن‌ها بیوتیت شکل گرفته است (بیوتیت‌زایی).

متادیوریت: این سنگ‌ها در کنار شیست‌ها قرار دارند، با این حال، ماهیت آذرین خود را حفظ نموده و دچار درجه‌هایی از دگرگونی شده‌اند. کانی‌های شاخص با درجه پایین دگرگونی چون اکتینولیت‌های رشته‌ای در آن‌ها دیده می‌شوند. افزون بر این، اپیدوت‌های دگرگونی بسیار در برخی از نمونه‌ها به چشم می‌خورند. این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگینی نیمه روشن تا تیره بوده و رنگ آن‌ها سبز بسیار تیره تا سیاه بوده و دارای ساخت توده‌ای و دانه‌بندی ریز تا متوسط هستند. این واحد در اثر نفوذ توده‌های فلسی گرانودیوریتی و گرانیتی به‌طور محلی، از نظر کانی‌شناسی دچار تغییراتی شده‌است، به طوریکه مقدار و گستره ترکیبات مودال کوارتز و بیوتیت آن افزایش یافته و در صورت برخورداری از مقادیر بیشتری از کوارتز و فلدسپارقلیایی رنگ روشن‌تری پیدا نموده‌اند. بافت آن‌ها دانه شکفتی، شکفته پورفیری (نیمه شکفتی) بوده و اندازه کانی‌ها در سنگ‌های مختلف به طور محسوسی متغیر است. گاهی بلورهای درشت پلاژیوکلاز و به ندرت هورنبلند، بافت پورفیری شکفتی ایجاد کرده‌اند. پلاژیوکلازها بیشتر نیمه‌شکلدار تا شکل‌دار هستند. آمفیبول‌ها خودشکل تا نیمه شکل‌دار با اندازه متغیر و براساس شواهد بلورشناسی از نوع هورنبلند سبز هستند. بیوتیت به دو صورت اولیه و ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شود. بیوتیت‌های اولیه اغلب درشت‌تر هستند و به صورت انبوهه‌ای از بلورهای نیمه شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. بیوتیت ثانویه و اکتینولیت از دگرسانی دیگر کانی‌های فرومنیزین شکل گرفته‌اند (شکل ۳ ح و خ).

شیست‌ها: شیست‌ها در منطقه مورد بررسی از نوع میکاشیست، گارنت-میکاشیست و آمفیبول‌شیست هستند. میکاشیست‌ها پراکندگی بیشتری دارند و اغلب به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شوند. بافت آن‌ها ورقه شکفتی است و کانی‌ها شامل بیوتیت، مسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت و کانی‌های کدر هستند (شکل‌های ۳ د و ذ). مسکوویت‌ها بسیار ریز و پراکنده با فراوانی کمتر از ٪۱۰ هستند ولی فراوانی بیوتیت‌ها بیشتر و حدود (۲۰-۴۵٪) است. کانی کدر و پلاژیوکلاز که فراوانی بسیار کمی دارند به صورت بسیار دانه‌ریز در بین میکاها دیده می‌شوند.

گارنت-میکاشیست‌ها (شکل ۳ ر، ز) سنگ‌هایی ورقه ورقه، سیاه و دانه درشت هستند، به طوری که درشت بلورهای گارنت در نمونه دستی نیز دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیری شکفتی، پورفیری ورقه شکفتی است و کانی‌های اصلی شامل گارنت، بیوتیت، مسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند.گارنت‌های موجود اغلب تمام‌شکل بوده و مقاطع آن‌ها چند ضلعی هستند. برخی مسکوویت‌ها و بیوتیت‌ها درشت بلور هستند. سنگ مادر این سنگ‌ها رسی است و در بالای رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند.

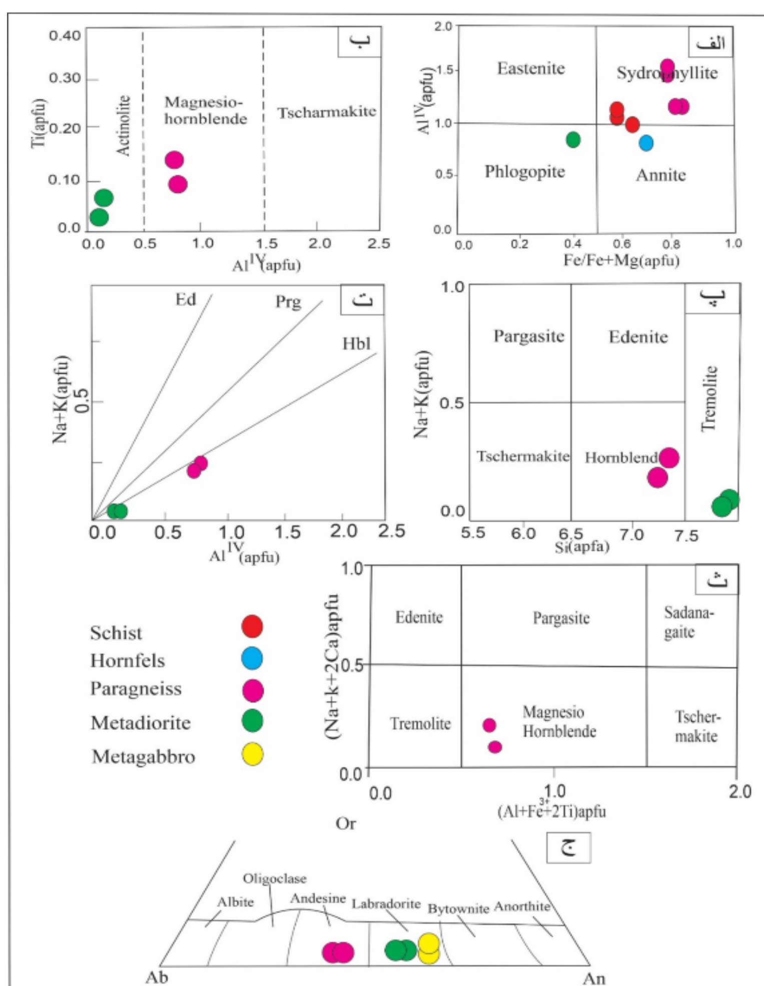
آمفیبول شیست‌ها (شکل ۳ ژ، س) سیاه رنگ و درشت بلور دیده می‌شوند. این سنگ که در درجه‌های بالاتری از رخساره شیست سبز و ابتدای رخساره آمفیبولیت دگرگون شده، از کانی‌های اصلی چون هورنبلند، بیوتیت، اپیدوت‌های ریز بلور، اسفن، کوارتز و از کانی‌های فرعی مثل پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر و گاهی اکتینولیت تشکیل شده‌است. بافت آمفیبول-شیست‌ها نخ شکفتی است. اکتینولیت‌شیست‌ها که زیرمجموعه‌ای از آمفیبول شیست‌ها هستند، حدواسط دو رخساره شیست سبز و آمفیبولیت قرار دارند و از کانی‌های سوزنی شکل شامل ترمولیت و اکتینولیت تشکیل شده‌اند. آنها در مقطع نازک دارای بافت نخ‌شکفتی و متقاطع هستند.

هورنفلس: هورنفلس‌ها دارای بافت غالب دانه شکفتی و ساخت توده‌ای ریزدانه و تیره رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل-دهنده آنها بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپارقلیایی

(ارتوکلاز)، مسکوویت و اپیدوت و سوزن‌هایی از آمفیبول بصورت کم و پراکنده هستند، از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، زیرکن و اکسیدهای فلزی اشاره نمود (شکل ۳ ش، ص). ریز بوده دانه‌ها به احتمالا بسیار مربوط به افزایش سریع دما و در نتیجه افزایش تشکیل هسته و زمان کمتر برای رشد دانه‌هاست. این سنگ‌ها در نزدیکی توده آذرین قرار داشته، در بازدیدهای صحرایی ضخامت و برونزد کمی دارند، و بدون کانی‌های شاخص دگرگونی چون گارنت، کردیریت و یا کانی‌های خانواده آلومینوسیلیکات هستند که این می‌تواند به دلیل کمبود عنصر آلومینیوم در محیط دگرگونی باشد.

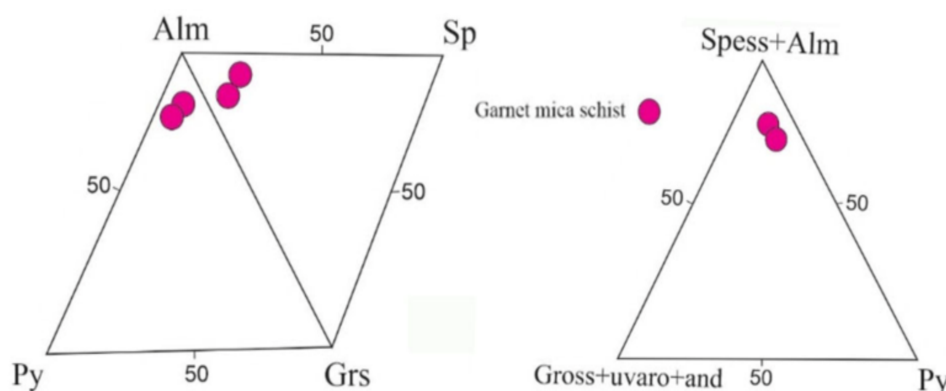
شیمی کانی

سنگ‌های دگرگونی منطقه قروه در اثر نفوذ توده‌های گابرو-دیوریتی و گرانیتی دستخوش رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پی‌درپی شده و مجموعه کانی‌های سازنده آن‌ها در مراحل مختلف به وجود آمده‌اند. بررسی شیمی برخی از کانی‌ها برای بازسازی شرایط تشکیل آن‌ها بسیار مفید است. برای این منظور، شیمی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، گارنت و پلاژیوکلاز بررسی گردید (شکل ۴ و ۵).



شکل ۴ الف) نمودار Fe/ (Fe+Mg) نسبت به Al^{iv} برای تقسیم‌بندی بیوتیت‌های مناطق مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۲]. که براساس آن بیوتیت‌های موجود در شیست‌ها از نوع سیدروفیلیتی، در متادیوریت‌ها از نوع فلوگوپیتی، در هورنفلس‌ها از نوع آنیتی و در پاراگنیس‌ها سیدروفیلیتی هستند. ب) نمودار Al^{iv} نسبت به Ti که براساس آن آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها در گستره مگنزیوهورنبلند و در متادیوریت‌ها از نوع اکتینولیتی است، پ) نمودار که Si نسبت به Na+k که بر پایه آن امفیبول موجود در پاراگنیس‌ها در گستره هورنبلند و در متادیوریت‌ها در گستره ترمولیت قرار دارند. ت) نمودار AlIV نسبت به Na+k که با توجه به آن آمفیبول‌ها در پاراگنیس‌ها و متادیوریت‌ها از نوع هورنبلند هستند. ث) نمودار $Al+Fe3^{+}+3Ti$ نسبت به Na+K+2Ca که براساس آن آمفیبول‌های کلسیمی در پاراگنیس‌ها ترکیب منیزیوهورنبلند دارند. ج) تقسیم‌بندی پلاژیوکلازهای مجموعه سرتیپ‌آباد براساس ترکیب شیمیایی [۱۲] که بر پایه آن ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در متاگابروها و متادیوریت‌ها از نوع لابرادوریت و در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]



شکل ۵ تقسیم‌بندی گارنت‌های موجود در گارنت‌شیست بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۳] که در نمودار (الف) بیشترین تمرکز در قطب اسپسارتین و آلماندن و در نمودار ب) بیشترین تمرکز گارنت‌ها در قطب آلماندن است. در مجموع می‌توان گفت که گارنت‌ها در قطب آلماندن متمرکز شده‌اند.

بیوتیت: نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌ها در جدول (۱) ارائه شده است. با توجه به نمودار $Fe_/ (Fe+Mg)$- Al^{iv} [۱۲]، بیوتیت‌های موجود در شیست‌ها از نوع سیدروفیلیت، در متادیوریت‌ها از نوع فلوگوپیت، در هورنفلس‌ها از نوع آنیت و در پاراگنیس‌ها از نوع سیدروفیلیتی هستند (شکل ۴ الف). تفاوت ترکیب بیوتیت‌ها با توجه به تفاوت سنگ مادر این سنگ‌ها قابل‌توجیه است. بیوتیت‌های سه سنگ با ترکیب پاراگنیس، شیست و هورنفلس و سنگ مادر رسوبی، در گستره غنی از آهن قرار دارند. بیوتیت‌های با خاستگاه رسوبی در مقایسه با بیوتیت‌های با سرشت آذرین، از آهن غنی‌تر هستند. براساس گزارش ترکیان و همکاران [۱۰] نیز در ناحیه زرینه (در جنوب توده نفوذی کوه دروازه) که بیشتر سنگ‌ها از نوع دگرگونی مجاورتی هستند، ترکیب بیوتیت‌ها در گستره فلوگوپیت-آنیت با مقدار آلومینیوم ۱٫۴۱-۱٫۳۸٪ قرار دارند. در انواع بیوتیت‌های برآمده از فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای در مقایسه با بیوتیت‌های کنار توده‌های نفوذی، جانشینی Al بجای Si بیشتر صورت می‌گیرد.

آمفیبول: ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که سیلیکات‌های زنجیره‌ای مضاعفی هستند، را می‌توان با فرمول $W_{0-1}X_2Y_5O_{22}(OH,F)_2$ نشان داد که در جایگاه W یون‌هایی چون Na^+ و K^+ ، در جایگاه X یون‌های Na^+، Li^+، Ca^{2+}، Mg^{2+}، Fe^{2+} و Mn^{2+}، درجایگاه Y یون‌های Mg^{2+}، Fe^{2+}، Mn^{2+}، Fe^{3+}، Al^{3+} و Ti^{4+} و در Z یون‌های Al^{3+} و Si^{4+} قرار می‌گیرند. جانشینی یونی کاملی می‌تواند بین Ca و یون‌های Mg، Fe^{2+} و Mn^{2+} وجود داشته باشد. بین Al و Fe^{3+} و بین Ti و دیگر یون‌های جایگاه Y ، و نیز بین Al با Si در جایگاه‌های چاروجهی زنجیره‌های دوگانه جانشینی محدودی رخ می‌دهد. جانشینی جزئی F و O به جای OH در جایگاه‌های هیدروکسیلی نیز رایج است. در جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول‌های منطقه ارائه شده است و براساس آنها و با توجه به $Ca_B>$ ۱٫۵ و $(Na+K)_A <$ ۰٫۵، نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها ارائه گردید (شکل‌های ۴ ب تا ث). بر اساس نمودار Al^{iv}-Ti [۱۴]، آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند و در متادیوریت‌ها از نوع اکتینولیتی بوده (شکل ۴ ب) و بر پایه نمودار Si-(Na+k) [۱۴]، آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها هورنبلند و در متادیوریت‌ها ترمولیت است (شکل ۴ پ). در نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس Al^{iv}-(Na+K) [۱۴]، آمفیبول‌های موجود در پاراگنیس‌ها و متادیوریت‌ها از نوع هورنبلند هستند (شکل ۴ ت). آمفیبول‌های کلسیمی موجود در پاراگنیس‌ها براساس نمودار تقسیم‌بندی $(Al+Fe^{3+}+2Ti)$-(Na+K+2Ca) [۱۵] ترکیب منیزیوهورنبلند دارند (شکل ۴ ث).

پلاژیوکلاز: فلدسپارهای قلیایی بیشتر دارای ترکیب شیمیایی یکنواخت با تغییر کمی هستند، اما فلدسپارهای پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های سنگ‌ساز نسبت به آنها توزیع و تغییرات گسترده‌تری دارند. جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلازها در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. براساس نمودار مثلثی Or-Ab-An [۱۲] در شکل ۴ ج برای تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها، ترکیب فلدسپارهای مورد بررسی در متاگابروها و متادیوریت‌ها از نوع لابرادوریت و در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین است.

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های منطقه بر حسب درصد وزنی.

سنگ	گارنت میکا شیست	هورنفلس	پاراگنیس	متادیوریت		
نمونه	Km15(1-2)	Km15(2-2)	Kf 9	Kf16(1-2)	Kf16(2-2)	Kf17(1-2)
طول جغرافیایی(N)	۳۵° ۶۳′ ۳۶″	۳۵° ۶۳′ ۳۶″	۳۵° ۶۴′ ۰۷″	۳۵° ۶۳′ ۲۱″	۳۵° ۶۳′ ۲۱″	۳۵° ۶۲′ ۸۰″
عرض جغرافیایی(E)	۴۷° ۴۷′ ۳۴″	۴۷° ۴۷′ ۳۴″	۴۷° ۴۷′ ۳۶″	۴۷° ۴۷′ ۳۸″	۴۷° ۴۷′ ۳۸″	۴۷° ۴۷′ ۴۴″
SiO_2	۴۹٫۹۱	۴۹٫۲۱	۵۰٫۳۲	۳۸٫۳۸	۴۳٫۸۷	۴۹٫۴
TiO_2	۱٫۴۸	۱٫۴	۳٫۴	۳٫۷۹	۱٫۲۱	۱٫۶۶
Al_2O_3	۲۶٫۱۱	۱۳٫۱۷	۱۳٫۵۹	۱۴٫۳۵	۱۰٫۰۸	۲۰٫۲۹
FeO	۱۱٫۱۸	۱۹٫۸۳	۱۷٫۶۴	۲٫۵۲	۲۲٫۱۳	۸٫۹۷
MgO	۵٫۲۷	۶٫۵۲	۵٫۱۹	۵٫۱۷	۳٫۰۱	۷٫۸۷
MnO	۰٫۲۸	۰٫۰۹	۰٫۲	۰٫۵۱	۰٫۶	۰٫۹۰
CaO	۱٫۴	۰٫۴۵	۰	۰٫۳۷	۱۲٫۱۳	۳٫۸۴
K_2O	۵٫۹۵	۶٫۷۳	۷٫۴۶	۹٫۳۱	۱٫۳۴	۶٫۸۴
مجموع	۱۰۱٫۵۸	۹۷٫۴	۹۷٫۷۶	۹۷٫۰۸	۳۷٫۹۴	۹۸٫۹۶
O	۲۲٫۰۰	۲۲٫۰۰	۲۲٫۰۰	۲۲٫۰۰	۲۲٫۰۰	۲۲٫۰۰
Si	۵٫۷۶	۶٫۰۱۹	۶٫۱۷	۴٫۸۲	۵٫۵۹	۶٫۱۶
Al^{IV}	۲٫۲۴	۱٫۹۸	۱٫۸۳	۳٫۱۸	۲٫۴۱	۱٫۸۴
Fe^{+2}	۱٫۱۴	۲٫۰۲۹	۱٫۸۱	۲٫۶۵	۲٫۳۶	۰٫۹۳
Ti	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۱۱	۰٫۱۵
Mg	۰٫۹۶	۱٫۱۸	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۵۷	۱٫۴۶
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Ca	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰	۰٫۰۴	۱٫۶۵	۰٫۵۱
K	۰٫۹۳	۱٫۰۵	۱٫۱۶	۱٫۴۹	۰٫۲۱	۱٫۰۸
Total	۱۲٫۹	۱۲٫۳۵	۱۲٫۳۷	۱۲٫۴۹	۱۲٫۰۶	۱۳٫۲۷
$Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$	۰٫۵۴	۰٫۶۳	۰٫۶۵	۰٫۷۳	۰٫۸	۰٫۳۸

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های منطقه.

سنگ	پاراگنیس		متادیوریت	
نمونه	Kf16(1-3)	Kf16(2-3)	Kf17(1-3)	Kf17(2-2)
طول جغرافیایی(N)	۳۵° ۶۳′ ۲۱″	۳۵° ۶۳′ ۲۱″	۳۵° ۶۲′ ۸۰″	۳۵° ۶۲′ ۸۰″
عرض جغرافیایی(E)	۴۷° ۴۷′ ۳۸″	۴۷° ۴۷′ ۳۸″	۴۷° ۴۷′ ۴۴″	۴۷° ۴۷′ ۴۴″
SiO_2	۴۷٫۷۲	۴۶٫۵۱	۵۶٫۸۴	۵۶٫۹۶
TiO_2	۰٫۷۵	۱٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۴۷
Al_2O_3	۱۰٫۵۱	۷٫۷۵	۵٫۶۳	۳٫۲۵
FeO	۲۱٫۵۰	۲۴٫۲۱	۱۰٫۱۷	۹٫۰۲
MnO	۰٫۶۶	۰٫۸۰	۰٫۲۵	۰٫۲۴
MgO	۴٫۳۹	۳٫۸۴	۱۲٫۵۶	۱۶٫۷۲
CaO	۱۱٫۰۰	۱۱٫۷۷	۱۲٫۸۲	۱۲٫۱۸
Na_2O	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۸۵	۱٫۱۳	۰٫۲۴	۰٫۱۰
مجموع	۹۷٫۳۸	۹۷٫۲۲	۹۸٫۷۰	۹۸٫۹۴
O	۲۳٫۰۰	۲۳٫۰۰	۲۳٫۰۰	۲۳٫۰۰
Si	۷٫۲۳	۷٫۲۶	۸٫۱۱	۷٫۸۹
Al^{IV}	۰٫۷۶	۰٫۷۳	۰٫۰۰	۰٫۱۰
Al^{VI}	۱٫۱۱	۰٫۶۹	۰٫۹۴	۰٫۴۲
C Fe^{+3}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
C Ti	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴
C Fe^{+2}	۲٫۷۲	۳٫۱۶	۱٫۲۱	۱٫۰۴
C Mn	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲
C Mg	۰٫۹۹	۰٫۸۹	۲٫۶۷	۳٫۴۵
Ca(B)	۱٫۷۸	۱٫۹۷	۱٫۸۴	۱٫۸۰
K(A)	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای منطقه مورد بررسی فلدسپارهای قلیایی

سنگ	پاراگنیس		متادیوریت		متاگابرو	
Sample No.	Kf16(1-1)	Kf16(1-2)	Kf17(1-1)	Kf17(2-1)	Km8(2-1)	Km8(3-2)
(N)طول جغرافیایی	۳۵° ۶۳′ ۲۱″	۳۵° ۶۳′ ۲۱″	۳۵° ۶۲′ ۸۰″	۳۵° ۶۲′ ۸۰″	۳۵° ۶۴′ ۴۰″	۳۵° ۶۴′ ۴۰″
(E)عرض جغرافیایی	۴۷° ۴۷′ ۳۸″	۴۷° ۴۷′ ۳۸″	۴۷° ۴۷′ ۴۴″	۴۷° ۴۷′ ۴۴″	۴۷° ۴۷′ ۵۱″	۴۷° ۴۷′ ۵۱″
SiO_2	۶۲٫۰۵	۶۲٫۰۹	۵۷٫۱۰	۵۸٫۷۰	۷۶٫۲۰	۷۷٫۲۷
Al_2O_3	۲۵٫۰۷	۲۰٫۲۱	۲۵٫۴۲	۲۴٫۴۳	۰٫۹۸	۱٫۱۳
FeO	۰٫۶۰	۰٫۲۳	۰٫۷۷	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۰
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۱۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
CaO	۷٫۳۷	۷٫۵۳	۱۱٫۲۰	۱۱٫۳۲	۸٫۸۶	۸٫۸۴
Na_2O	۱۰٫۸۴	۹٫۸۷	۶٫۴۶	۶٫۲۳	۵٫۰۱	۵٫۲۴
K_2O	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۷۷	۰٫۸۸	۰٫۳۷	۰٫۴۴
مجموع	۱۰۶٫۱۹	۱۰۳٫۲۰	۱۰۱٫۸۹	۱۰۱٫۷۵	۹۱٫۵۶	۹۳٫۰۷
O	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
Ab%	۵۸٫۷۰	۵۶٫۰۰	۳۵٫۰۰	۳۳٫۸۰	۳۵٫۲۰	۳۶٫۱۰
An%	۳۹٫۹۰	۴۲٫۸۰	۶۰٫۸۰	۶۱٫۴۰	۶۲٫۲۰	۶۰٫۹۰
Or%	۱٫۴۰	۱٫۲۰	۴٫۲۰	۴٫۸۰	۲٫۶۰	۳٫۰۰

گارنت: گارنت‌های منطقه مورد بررسی، در نمونه‌دستی به صورت پورفیری شکفتی‌هایی به رنگ قرمز روشن تا تیره هستند. آنها از به دو نوع شکل‌دار و بی‌شکل تقسیم می‌شوند و شامل بلورهایی دانه متوسط تا درشت هستند. در جدول ۴ نتایج ریزپردازش الکترونی بلورهای گارنت منطقه آورده شده است که براساس آن و با رسم نمودارهای تفکیک گارنت‌ها مشخص گردید که نقاط در شکل ۵ الف بیشتر در قطب اسپسارتین و آلماندن و در شکل ۵ ب در قطب آلماندن تمرکز دارند. بر پایه نتایج، ترکیب گارنت‌های موجود در منطقه آلماندن است.

بحث

دماسنجی

محاسبه دما و فشار تعادل براساس متغیرهای ترمودینامیکی را "دما-فشارسنجی" می‌گویند و از اهداف مهم سنگ‌شناسی دگرگونی برآورد دما و فشار تشکیل سنگ یا به اختصار "زمین دمافشارسنجی سنگ" است. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبه و مدل‌سازی ترمودینامیکی براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها به روش ریزپردازش الکترونی به فهم بهتر شرایط دما و فشار سنگ‌ها طی فرآیندهای زمین‌شناسی کمک مؤثری نموده است. واکنش‌های حساس که به تغییر دما و دارای ΔS و ΔH بزرگ و ΔV کوچک و بطور کامل و یا تقریبی مستقل از فشار شیب بسیار زیادی بر نمودار P-T دارند. در مقابل، واکنش‌هایی که به عنوان فشارسنج استفاده می‌شوند، به تغییر فشار حساس بوده یعنی دارای ΔV بزرگ، ΔS و ΔH کوچک و شیب بسیار کمی بر نمودار P-T هستند.

دماسنجی با استفاده از تک‌کانی بیوتیت: در این روش دماسنجی از داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در نمونه سنگ–های هورنفلس، گارنت شیست، پاراگنیس و متادیوریت استفاده شد. ساختار بیوتیت ارتباط مستقیمی با دما دارد. بر این اساس، دماسنج بیوتیت بر پایه Ti و Mg موجود در ساختار این کانی در فشار ۴-۶ کیلوبار ارائه شده‌اند [۱۷،۱۶] که دما با استفاده از رابطه زیر اندازه‌گیری می‌شود:

$$T= \{[\ln (Ti) - a - c\,(XMg)\ 3]/b\}\ 0.333 \qquad (1)$$

$$a= -2.3594,\ b= 4.6482E-09,\ c= -1.7283$$

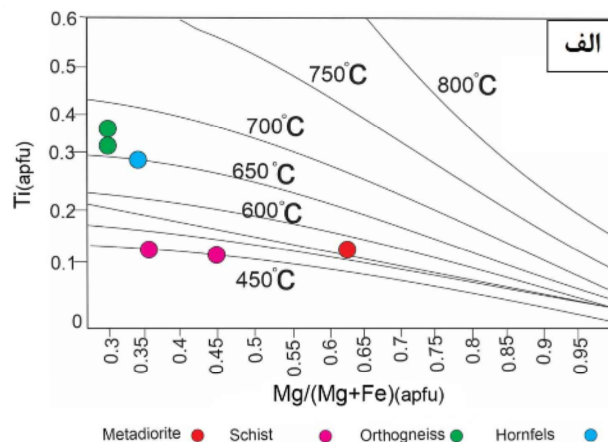
در این رابطه، T دماست که برپایه مقدار Ti و X_{Mg} کانی بیوتیت و ضرایب ثابت a، b و c محاسبه می‌گردد (جدول ۵). بر این اساس و با توجه به نتایج تجزیه شیمی بلورهای بیوتیت (جدول ۱)، بیوتیت‌های موجود در شیست، پاراگنیس و هورنفلس به ترتیب دارای میانگین دمایی ۴۳۹، ۶۴۹ و ۶۴۷ درجه سانتی‌گراد و بیوتیت‌های موجود در متادیوریت دارای دمای ۵۶۹ درجه سانتی‌گراد هستند. همچنین نتایج دماسنجی با استفاده از مقدار Ti نسبت به Mg/(Mg+Fe) برای این سنگ‌ها در شکل ۶ الف نشان داده تصویر شده است.

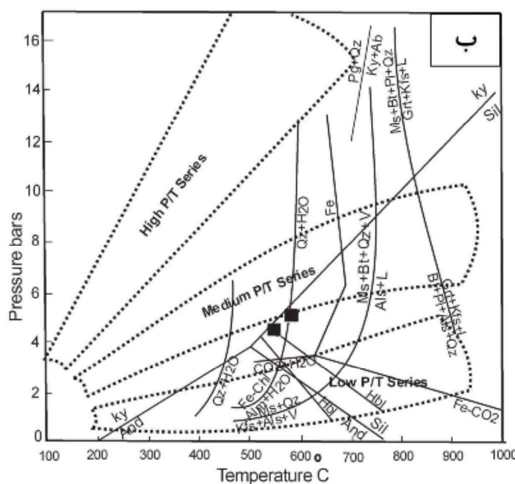
جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای گارنت‌های منطقه.

سنگ	گارنت میکاشیست	
نمونه	Km15(1-1)	Km15(2-1)
(N)طول جغرافیایی (E)عرض جغرافیایی	″۳۶ ′۶۳ °۳۵ ″۳۴ ′۴۷ °۴۷	″۳۶ ′۶۳ °۳۵ ″۳۴ ′۴۷ °۴۷
SiO_2	۳۷٫۷۷	۳۷٫۰۵
TiO_2	۰٫۴۷	۰٫۳۹
Al_2O_3	۱۷٫۷۹	۱۶٫۸۴
Cr_2O_3	۰٫۰۵	۰٫۰۴
FeO	۳۳٫۶۲	۳۹٫۰۲
MnO	۳٫۰۲	۳٫۲۸
MgO	۱٫۹۸	۱٫۸۴
CaO	۰٫۰۰	۱٫۲۹
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۶٫۱۴	۹۹٫۷۵
O	۱۲٫۰۰	۱۲٫۰۰
Si	۲٫۴۴	۲٫۴۰
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Al	۱٫۳۵	۱٫۲۸
Cr	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Fe	۱٫۸۲	۱٫۹۰
Mn	۰٫۱۶	۰٫۱۸
Mg	۰٫۱۹	۰٫۱۸
Ca	۰٫۱۰	۰٫۰۸
مجموع	۶٫۱۰	۶٫۰۵
Py%	۸٫۴۰	۷٫۶۰
Alm%	۸۰٫۰۰	۸۰٫۹۰
Gro%	۴٫۴۰	۳٫۹۰
Sp%	۷٫۲۰	۷٫۶۰

جدول۵ نتایج دماسنجی با استفاده از کانی بیوتیت برای سنگ‌های دگرگونی سرتیپ آباد.

سنگ	گارنت میکا شیست		پاراگنیس		هورنفلس	متادیوریت
شماره نمونه	Km15(1.2)	Km15(2.2)	Kf16(1.2)	Kf16(2.2)	Kf9	Kf17(1.2)
Xmg	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۳۴	۰٫۶۱
Ti	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۱۵
T(°C)	۴۶۸	۴۱۰	۶۶۱	۶۳۷	۶۴۷	۵۶۹

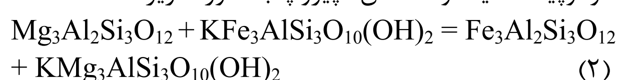




شکل ۶ الف) نتایج دماسنجی براساس نمودار Ti نسبت به Mg/Mg+ Fe برای سنگ‌های دگرگونی منطقه [۱۶]. ب) شبکه سنگ‌زایی سنگ‌های مورد بررسی در منطقه سرتیپ‌آباد در قروه. گستره رخساره‌های دگرگونی از مرجع [۱۸]، Ky=Sil، Ky=And و Sil=And از مرجع [۱۹]، Ms+qz=kfs+Als+V و Ms+Bt+Qtz+V=Als+L از مرجع [۲۰]، Bt+Pl+Als+Qz=Grt+kfs+L از مرجع [۲۱] و Pg+Qz=Ky+Ab از مرجع [۲۲] برگرفته شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

دماسنجی براساس واکنش‌های تبادلی زوج کانی‌های گارنت-بیوتیت: از بین همه زمین دماسنج‌ها، دماسنج تبادلی گارنت-بیوتیت متداول‌ترین است، زیرا برای سنگ‌های بسیار که طیف گسترده‌ای از درجه‌های دگرگونی را پوشش می‌دهند، کاربرد دارد. توزیع Mg و Fe بین گارنت و بیوتیت تابع دماست [۲۳]. از آنجا که تغییرات حجمی طی تبادل‌های مورد نظر بسیار کم و تغییرات آنتروپی به نسبت زیاد است، واکنش‌های تبادلی تا حد بسیاری مستقل از فشار بوده و برای استفاده به عنوان دماسنج مناسب هستند [۲۴]. تبادل کاتیونی Fe-Mg بین فلوگوپیت- آنیت و آلماندن- پیروپ به صورت زیر است.



$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 \quad (۲)$$

دماسنج تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از واسنجی‌های مختلف [۲۵] برای سنگ گارنت شیستی به کار رفته است. گارنت با بالاترین مقدار Mg و بیوتیت با بالاترین مقدار Ti برای یافتن شرایط اوج دگرگونی استفاده می‌شوند. با فرض اینکه انتشار سریع کاتیونی و رسیدن به حالت تعادل بین لبه کانی و زمینه صورت می‌گیرد، از بخش لبه‌ای گارنت و بیوتیت برای دماسنجی استفاده شد. ترکیب لبه گارنت برای تعیین بیشینه دما و فشار به کار می‌رود. بر پایه دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت، میانگین دمای گارنت شیست-های سرتیپ‌آباد با استفاده از واسنجی‌های مختلف حدود ۴۱۱ و ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد (جدول ۶).

دما – فشارسنجی مرحله دگرگونی با استفاده از تک کانی بیوتیت M1: با زمین دماسنجی گارنت – هورنبلند [۲۶] و براساس روش مرجع [۲۷]، دما و فشار ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و ۶٫۲۵±۰٫۵ کیلوبار برآورد شدند. همچنین با استفاده از دماسنج گارنت – هورنبلند [۲۶] و دما-فشارسنج‌های گارنت-پلاژیوکلاز-موسکویت-بیوتیت و گارنت-پلاژیوکلاز-موسکویت-کوارتز [۲۸] دما و فشار ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۱±۵ کیلوبار تعیین شد. افزون بر این، بر پایه دماسنج‌های گارنت-هورنبلند [۲۶] و گارنت-کلینوپیروکسن [۲۹] و فشارسنج گارنت-پلاژیوکلاز- ارتوپیروکسن-کوارتز [۳۰] و سیستم تعادلی گارنت-پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن-کوارتز [۳۱]، دما و فشار ۶۲۵ درجه سانتی‌گراد و ۵٫۲۵±۱٫۵ کیلوبار به دست آمدند. در نتیجه، میانگین دما-فشار برای مرحله اول دگرگونی ۵۷۸٫۳۳ درجه سانتی‌گراد و ۵٫۱۶ کیلوبار تعیین شد.

جدول ۶ داده‌های دماسنجی (بر حسب درجه سانتی‌گراد) برآمده از تبادل کاتیونی گارنت- بیوتیت، گارنت میکاشیست‌های مجموعه سرتیپ آباد با استفاده از واسنجی‌های مختلف در فشار ۳٫۸ Kbar.

واسنجی	گارنت میکاشیست	
	KM15(1.1)	KM15(2.1)
Ln Kd (Gt - Bi)	۲٫۰۸۴	۱٫۸۱
[۲۴]	۴۹۷٫۹	۵۵۸٫۶
[۳۲]	۴۶۸٫۱	۵۰۹٫۵
[۳۲]	۵۲۲	۴۰۹٫۵
[۳۳]	۴۹۸	۵۵۲
[۳۴]	۵۳۱٫۶	۵۵۷٫۳
[۳۵]	۴۸۲٫۶	۵۵۶٫۵
[۳۶]	۵۲۳٫۲	۶۰۲٫۹
[۳۷]	۵۴۱٫۶	۵۸۷٫۹
[۳۷]	۵۳۱٫۶	۵۵۷٫۲
[۳۷]	۵۱۱٫۵	۵۵۶
[۳۸]	۴۹۵	۵۸۲٫۶
[۳۸]	۴۸۸٫۶	۵۷۵٫۲
[۳۹]	۵۲۲٫۲	۵۶۴
[۴۰]	۴۰۸٫۱	۵۱۱٫۲
[۴۰]	۳۶۷٫۵	۵۶۳٫۲
[۴۱]	۵۳۱٫۶	۶۱۶٫۹
[۴۲]	۲۷۶٫۲	۵۷۰
[۴۳]	۴۵۵٫۲	۵۴۸٫۶
[۴۳]	۳۷۹٫۹	۵۳۲٫۷
میانگین (برحسب درجه سانتی‌گراد)	۴۷۵٫۵	۵۵۵٫۳

دما-فشارسنجی مرحله دگرگونی با استفاده از تک کانی بیوتیت M2: برپایه خروجی نرم افزارهای استفاده شده و کاتیون‌های خروجی از واسنجی خطی در مرحله دوم نیز دگرگونی با دماسنجی گارنت-هورنبلند [۲۶] و دما فشارسنجی به روش مرجع [۲۷]، دمای ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰٫۵±۵٫۵ کیلوبار برآورد شد. افزون بر این، با استفاده از زمین دماسنج گارنت-هورنبلند [۲۶] سیستم‌های آلومینوسیلیکات، دما و فشار ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد و ۰٫۵±۳٫۷۵ کیلوبار مشخص شدند. در نتیجه این مرحله از دگرگونی میانگین دما و فشار ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و ۴٫۶ کیلوبار دارد.

میانگین کل دما-فشار مجموعه دگرگونی منطقه سرتیپ آباد با توجه به نمودارهای رخساره‌های دگرگونی (شکل ۶ ب)، تغییراتی را از گستره آمفیبولیت در مرحله M1 به سطح کمتری از فشار در همان گستره آمفیبولیت به صورت ساعتگرد در مرحله M2 ثبت می‌کند.

پهنه‌های دگرگونی

پهنه های دگرگونی در متاپلیت‌ها

پهنه بیوتیت: با ظهور بیوتیت در سنگ‌های رسی دگرگون شده، پهنه بیوتیت مشخص می‌شود. عمده‌ترین سنگ‌های این پهنه میکاشیست‌ها هستند. کانی‌های شاخص آن عبارتند از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز،کلریت و کانی‌های کدر. این مجموعه پایین‌ترین درجه دگرگونی در سنگ‌های متاپلیتی منطقه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهد. برای تشکیل بیوتیت واکنش‌های متعددی پیشنهاد شده است. نخستین نسل بیوتیت از تکامل کلریت غنی شده از Al و از تبادل عناصر بین کلریت و مسکوویت به وجود می‌آید [۴۴، ۴۵]:


$Chl + Ms = Bt + Ms + H_2O\ (T=400^{\circ}C)$ (۳)

در سنگ‌های دارای ارتوکلاز آواری، بیوتیت می‌تواند از واکنش بین کلریت و فلدسپارهای پتاسیمی (Hfs) اولیه (با خاستگاه تخریبی از سنگ رسوبی) براساس واکنش زیر تشکیل شود:


$3Chl + 13Kfs = 7Bt + 6Ms + 12Qtz + 2H_2O$ (۴)

بر این اساس، فلدسپار پتاسیم رسوبی مصرف شده، بیوتیت تشکیل گردیده و همبری Bt + Ms + Qtz بوجود می‌آید.

پهنه گارنت: این کانی به صورت پورفیری شکفتی در گارنت شیست‌های منطقه یافت می‌شود. مجموعه کانی‌شناسی این پهنه عبارتند از گارنت، بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار، کوارتز و اکسید آهن. مجموعه کانی گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز + پلاژیوکلاز در سنگ‌های پلیتی دارای اهمیت ویژه‌ای است، زیرا این مجموعه کانی در گستره وسیعی از دما در سنگ‌های رسی دگرگون شده پایدار است. مقدار بالای MnO و CaO باعث می‌شود که گارنت در دمای کمتر از ۴۵۰ درجه ظاهر شود، در حالی که در سنگ‌های با مقدار کمتر Mn و Ca، گارنت تا دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد ظاهر نمی‌شود [۴۶]. ویژگی گارنت‌های این پهنه، غنی بودن از آلماندن است. در فشارهای به نسبت بالا، آلماندن در سنگ‌هایی تشکیل می‌شود که ترکیب مناسبی دارند. گارنت غنی از آلماندن در سنگ‌های رسی نخست در بخش دمای بالای دگرگونی درجه پایین ظاهر می‌شود. در ظاهر، اختلاف دمای تشکیل گارنت غنی از آلماندن در فشارهای گوناگون کم و به احتمال بسیار تنها ۲۰ تا ۳۰ درجه سانتیگراد است [۴۷]. تامپسون و نورتون [۴۸] واکنش زیر را در سنگ‌های با آلومینیوم بیشتر و نیز در سنگ‌های با ویژگی‌های اصلی نزدیکتر به پلیت‌ها پیشنهاد کرده‌اند:


$3Chl + Ms + 3Qtz = Grt + Bt + 12\ H_2O$ (۵)


$(T = 400^{\circ}C\ ,\ P > 2\ kbar)$

همچنین تشکیل گارنت غنی از آلماندن را می‌توان به واکنش زیر نسبت داد [۴۸]:


$Chl + Qtz = Grt + H_2O$ (۶)

شرایط T-P پیدایش نخستین گارنت باید نسبت به ترکیب آن بسیار حساس باشد. پس پیدایش نخستین گارنت غنی از آلماندن نمی‌تواند یک مرز دقیق برای دما و فشار مشخص نماید. اسپسارتین و آلماندن در گستره وسیعی از فشار پایدارند و میدان پایداری آن ها نسبت به شرایط اکسایش متغیر است [۴۹].

هسو [۵۰] نیز نشان داده است که میدان پایداری آلماندن با افزایش گریزندگی اکسیژن کاهش می‌یابد و دمای ظهور اسپسارتین بسیار کمتر از آلماندن است. اگر نسبت Fe^{+2}/Mg گارنت کمتر باشد، گارنت در فشارهای بالاتری تشکیل می‌شود [۵۱]. اسپیر [۵۲] نیز نشان داد که گارنت‌های با نسبت Mn/(Mn+Fe+Mg) برابر با ۴۰ درصد در دمای ۴۰۰ درجه می‌توانند ظاهر شوند، در صورتی که اگر این نسبت ۰٫۱ باشد، تا دمای ۴۷۰ درجه تشکیل نمی‌شوند. بر این اساس خط

هم دگرگونی گارنت، الزاما یک دمای مشخص را تعریف نمی‌کند، مگر این که ثابت شود که نخستین گارنت‌های ظاهر شده، دارای ترکیب شیمیایی یکسان هستند. همچنین در منطقه مورد بررسی، مجموعه گارنت ـ بیوتیت ـ کلریت دیده می‌شود، وجود این مجموعه وابسته به وجود منگنز در ترکیب گارنت و کم بودن کلسیم نسبت به سدیم در سنگ است. اگر منگنز وجود نداشته باشد و یا کلسیم بیشتر از سدیم باشد، به جای مجموعه نام برده، مجموعه بیوتیت ـ کلریتوئید شکل می‌گیرد.

منطقه بندی و واکنش های دگرگونی در متابازیت‌ها

پهنه اپیدوت-اکتینولیت: سنگ‌های اصلی این پهنه اپیدوت اکتینولیت شیست‌ها هستند. نمونه دستی این سنگ‌ها به رنگ سبز تیره تا خاکستری مات است. مجموعه کانی‌شناسی این پهنه شامل ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت و سرسیت است. در این پهنه، کلسیت و کلریت با هم واکنش می‌دهند و مجموعه زیر را تولید می‌کنند.



$$Qtz + Cal + Chl = Act + CO_2 + H_2O \quad (۷)$$



$$Ep + Qtz = An + H_2O \quad (۸)$$

که کانی‌های Act(Tr) و Ep در این مجموعه گسترش می‌یابند.

پهنه‌های موجود در هورنفلس

پهنه آمفیبول: کانی‌های این پهنه آمفیبول‌های نوع سدیمی ـ کلسیمی، کوارتز و کلسیت هستند که هم در رخساره هورنبلند هورنفلس و هم در رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس تشکیل می‌شوند.

پهنه زوئیزیت: کانی‌های این پهنه اپیدوت، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌های تشکیل شده دگرگونی مجاورتی را در منطقه نشان می‌دهد.

سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی سرتیپ‌آباد

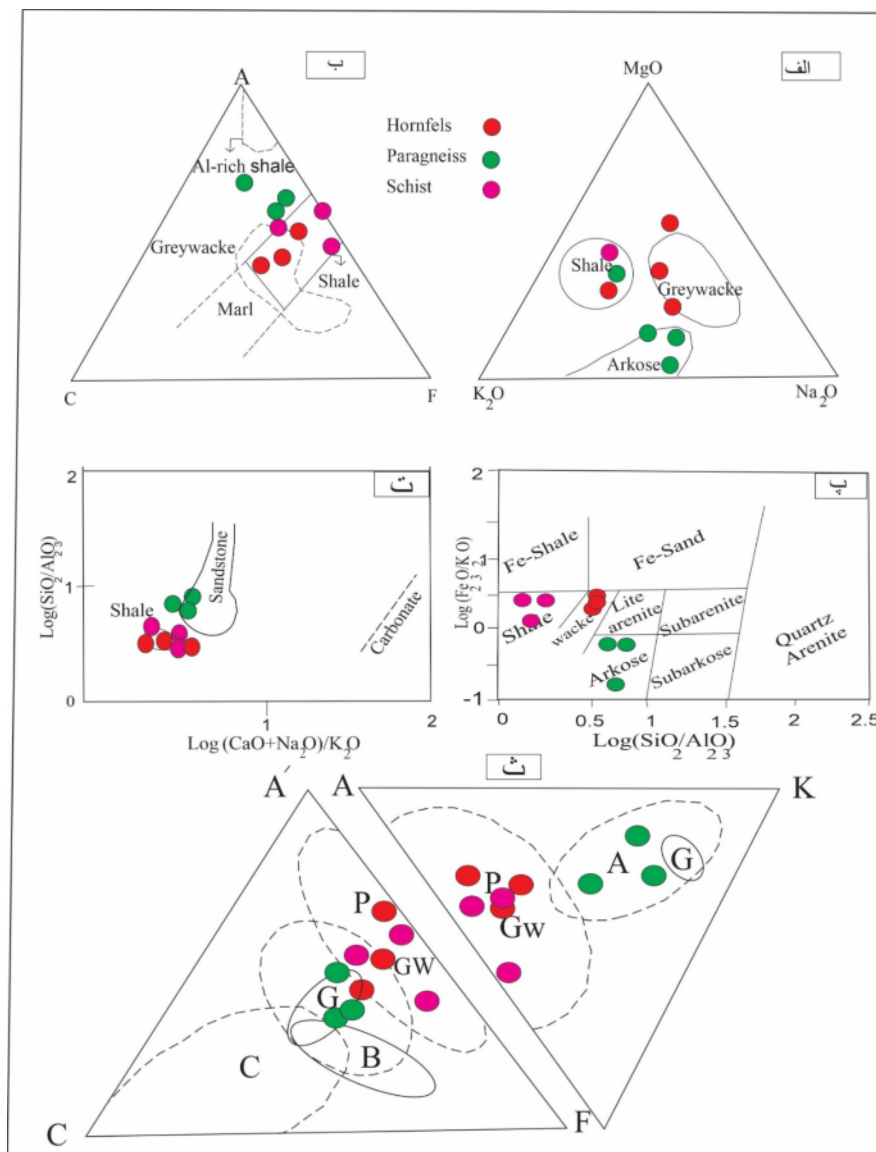
در اثر دما و فشار، مجموعه‌ی کانیایی سنگ‌های رسوبی و آذرین از نظر ترمودینامیکی ناپایدار شده و در نتیجه متناسب با شرایط، چه دگرگونی از نوع ناحیه‌ای و چه مجاورتی باشد، منجر به تغییر کانی‌ها یا ساخت سنگ می‌گردند [۴۵]. افزون بر این، متناسب با ترکیب اولیه سنگ‌ها پیش از دگرگون شدن، ترکیب ماگما(ها)ی کناری، مقدار آب و سایر مواد فرار دیگر و نیز سایر شرایط ترمودینامیکی، طیف کانی‌های شکل گرفته، ممکن است متفاوت باشد.

تشخیص دقیق نوع سنگ مادر در سرزمین‌های دگرگونی از اهداف پژوهش‌های سنگ‌شناسی دگرگونی به شمار می‌رود. به این منظور، معیارهای صحرایی، میکروسکوپی (کانی و بافت) و شیمیایی به کار می‌روند. با استفاده از عناصر اصلی موجود در سنگ‌های دگرگونی می‌توان به نوع سنگ رسوبی قدیمی پی برد. برای تعیین سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه سرتیپ‌آباد از داده‌های جدول ۷ استفاده شد. با توجه به نمودارهای مراجع [۵۳،۴۷]، سنگ مادر سنگ‌های شیستی و هورنفلس‌ها به ترتیب شیل و ماسه سنگ تیره است. در این راستا، پاراگنیس‌ها نیز سنگ مادر آرکوزی داشته‌اند (شکل ۷ الف و ب).

جدول ۷ اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) ۹ نمونه از سنگ‌های منطقه سرتیپ‌آباد.

سنگ	پاراگنیس			هورنفلس			شیست		
نمونه	KF14	KF16	KM1	KF9	KF18	KM7	KM2	KM14	KM15
طول جغرافیایی (N) عرض جغرافیایی (E)	۳۵° ۶۳' ۳۶" ۴۷° ۴۷' ۳۷"	۳۵° ۶۳' ۲۱" ۴۷° ۴۷' ۳۸"	۳۵° ۶۱' ۳۹" ۴۷° ۴۷' ۵۲"	۳۵°۶۴' ۰۷" ۴۷° ۴۷' ۳۶"	۳۵° ۶۴' ۵۴" ۴۷° ۴۷' ۱۷"	۳۵° ۶۲' ۳۳" ۴۷° ۴۷' ۵۱"	۳۵°۶۱' ۶۹" ۴۷° ۴۷' ۵۱"	۳۵° ۶۲' ۶۱" ۴۷° ۴۷' ۴۸"	۳۵° ۶۳' 36" ۴۷° ۴۷' ۳۴"
SiO_2	۷۱٫۸۲	۵۷٫۹۹	۷۶٫۵۷	۵۳٫۲۸	۶۲٫۹۴	۵۳٫۴۱	۶۴٫۱۶	۴۱٫۵۵	۵۳٫۶۶
Al_2O_3	۱۳٫۱۷	۱۶٫۴	۲۱٫۷۱	۲۱٫۷۳	۱۴٫۳۷	۱۵٫۱	۱۴٫۱۴	۹٫۸۳	۱۶٫۰۵
Fe_2O_3	۲٫۷۶	۹٫۵۸	۰٫۵۵	۹٫۶۵	۵٫۹۹	۷٫۶۵	۵٫۳۴	۱۳٫۴۱	۲۲٫۳۵
CaO	۱٫۴۸	۵٫۰۲	۰٫۸	۱٫۱۱	۲٫۵۶	۷٫۱۸	۳٫۵۸	۵٫۷	۰٫۸۹
Na_2O	۲٫۷	۵٫۵۵	۳٫۳۲	۰٫۷۲	۳٫۹	۳٫۲۳	۳٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۸۱
K_2O	۴٫۷۷	۱٫۶۴	۴٫۸۴	۴٫۸۹	۴٫۳۷	۳٫۲۳	۳٫۰۱	۰٫۱۸	۲٫۵۳
MgO	۰٫۷	۱٫۲	۰٫۱۳	۲٫۸۴	۱٫۹۸	۵٫۱	۲٫۶۴	۲۰٫۰۶	۲٫۰۴
TiO_2	۰٫۳۴	۰٫۸۵	۰٫۱	۱٫۳	۰٫۴۹	۱٫۰۸	۰٫۷۶	۱٫۰۲	۰٫۹۶
MnO	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۲۱	۰٫۲۲
BaO	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Cr2O3	۰٫۰۱	۰٫۱۸	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۳	۰٫۰۲
P2O5	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۲	۰٫۱۵
SrO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
LOI	۱٫۱۴	۱٫۱۳	۰٫۷۲	۲٫۵۷	۱٫۱۴	۲٫۵۷	۲٫۰۷	۵٫۶۷	۲٫۲۵
مجموع	۹۹٫۰۵	۹۹٫۷۴	۹۹٫۸۶	۹۸٫۴۹	۹۸٫۰۵	۹۸٫۹۱	۹۹٫۳۵	۹۸٫۳۷	۱۰۱٫۹۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]



شکل ۷ الف- موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار مرجع [۵۳]؛ ب) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار مرجع [۴۷]؛ پ) نمودار مقادیر لگاریتمی SiO_2/Al_2O_3 نسبت به Fe_2O_3/Al_2O_3 رده‌بندی نمونه‌های رسی [۵۴]؛ ت) نمودار مقادیر لگاریتمی SiO_2/Al_2O_3 نسبت به $CaO+Na_2O/K_2O$ برای تعیین سنگ مادر [۵۵]؛ ث) موقعیت نمونه سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی بدون در نظر گرفتن ترکیب در نمودارهای مثلثی ACF و A´KF [۵۷]،(P: پلیتی، A: آرکوز، B: بازالت و آندزیت، GW: ماسه سنگ، G: گرانیتوئید و C: کربنات)

با توجه به نمودارهای مراجع [۵۵،۵۴] نیز، سنگ مادر سنگ‌های شیستی و هورنفلس‌ها به ترتیب شیل و ماسه سنگ تیره، و برای پاراگنیس‌ها، آرکوز و ماسه‌سنگ است (شکل‌های ۷ پ و ت). برای تشخیص سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه سرتیپ‌آباد از روابط $K_2O > Na_2O$ و $MgO > CaO$ نیز استفاده شد. این روابط از مشخصه‌های سنگ‌های رسی به ویژه سنگ‌های با مقادیر قابل توجهی ایلیت و مونت موریونیت هستند [۵۶]. بر این اساس، بیشتر نمونه‌ها دارای مقادیر K_2O و MgO بیشتر از Na_2O و CaO هستند، یعنی سنگ مادر آن‌ها رسوبی است. برای رسم نمودارهای مثلثی ACF و A´KF، مقادیر A، F، C، A´ و K بر اساس روابط زیر محاسبه شده‌اند (جدول ۸). از نمودارها و جدول‌های ارائه شده می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های شیستی و هورنفلسی در گستره رسی‌ها و ماسه سنگ‌های تیره، و پاراگنیس‌ها در گستره آرکوز قرار دارند (شکل ۷ ث).

جدول ۸ مقادیر A، ´A، C، F و K محاسبه‌شده برای نمونه‌ها.

سنگ	پاراگنیس			هورنفلس			شیست		
نمونه	KF14	KF16	KM1	KF9	KF18	KM7	KM2	KM14	KM15
طول جغرافیایی(N) عرض جغرافیایی(E)	۳۵° ۶۳' ۲۶" ۴۷° ۴۷' ۳۷"	۳۵° ۶۳' ۲۱" ۴۷° ۴۷' ۳۸"	۳۵° ۶۱' ۳۹" ۴۷° ۴۷' ۵۲"	۳۵° ۶۴' ۰۷" ۴۷°۴۷' ۳۶"	۳۵° ۶۴' ۵۴" ۴۷° ۴۷' ۱۷"	۳۵° ۶۲' ۳۳" ۴۷° ۴۷' ۵۱"	۳۵° ۶۱' ۶۹" ۴۷° ۴۷' ۵۱"	۳۵° ۶۲' ۶۱" ۴۷° ۴۷' ۴۸"	۳۵° ۶۳' 36" ۴۷° ۴۷' ۳۴"
A	۶۴/۰	۵۵/۱۰	۷۸/۶۰	۶۶/۱۰	۵۳/۹۰	۴۵/۳۰	۵۳/۷۰	۳۶/۹۰	۵۸/۴۰
C	۹/۵۰	۱۳/۰۰	۱۰/۸۰	۱/۶۰	۱۰/۱۰	۱۸/۹۰	۱۲/۲۰	۸/۲۰	۰/۷۰
F	۲۶/۵۰	۳۱/۹۰	۱۰/۶۰	۳۲/۳۰	۳۶/۰۰	۳۵/۸۰	۳۳/۱۰	۵۴/۹۰	۴۱/۰۰
A'	۴۵/۸۰	۵۲/۳۰	۴۳/۷۰	۵۸/۵۰	۴۳/۴۰	۳۶/۱۰	۴۶/۲۰	۳۳/۴۰	۵۵/۷۰
K	۳۱/۳۰	۶/۲۰	۴۹/۲۰	۱۱/۶۰	۱۹/۹۰	۱۲/۸۰	۱۴/۶۰	۰/۴۰	۴/۱۰

$$A = \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO + MnO)} \times 100 \qquad (۹)$$

$$C = \frac{(CaO - 3.3P_2O_5)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO + MnO)} \times 100 \qquad (۱۰)$$

$$F = \frac{(MgO - FeO + MnO)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO - MnO)} \times 100 \qquad (۱۱)$$

$$A' = \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O + CaO)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO + MnO) + K_2O} \times 100 \qquad (۱۲)$$

$$K = \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O - Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) - (MgO + FeO + MnO) + K_2O} \times 100 \qquad (۱۳)$$

اگرچه برخی نتایج برآمده از نمودارها کمی با هم متفاوت هستند، اما به نتایجی که در بیشتر موارد شبیه به هم و نزدیک‌تر به واقعیت هستند استناد می‌شود. بر این اساس، که در مجموع سنگ مادر سنگ‌های پاراگنیسی را باید آرکوزی، شیست‌ها را شیلی و هورنفلس‌ها را ماسه سنگ تیره دانست.

برداشت

مجموعه دگرگونی سرتیپ‌آباد در اثر دو نوع دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده است که سنگ‌های برآمده از دگرگونی ناحیه‌ای شامل پاراگنیس، مرمر، متادیوریت، متاگابرو و انواعی از شیست‌ها (میکاشیست، گارنت‌شیست، اکتینولیت‌شیست، آمفیبول‌شیست) و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی هورنفلس‌ها هستند. بر اساس نتایج سنگ‌نگاری؛ سنگ‌ها در دگرگونی ناحیه‌ای منطقه در مرز بین رخساره‌های شیست سبز تا شروع آمفیبولیت و دگرگونی مجاورتی در گستره رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس دچار دگرگونی شده‌اند. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و گارنت نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها از نوع اولیه هستند و نیز ترکیب آن‌ها در شیست‌ها از نوع سیدروفیلیتی تا آنیتی، در هورنفلس‌ها از نوع آنیتی، در پاراگنیس‌ها از نوع سیدروفیلیتی و در متادیوریت‌ها از نوع فلوگوپیتی است. آمفیبول‌ها ترکیب اکتینولیتی و هورنبلندی دارند. ترکیب پلاژیوکلازها در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین و در متادیوریت‌ها و متاگابروها لابرادوریت است. نتایج تجزیه کانی گارنت در سنگ گارنت شیستی نشان می‌دهد که ترکیب آن‌ها از نوع آلماندن است. با توجه به نتایج دماسنجی به روش‌های تک کانی بیوتیت و دماسنج تبادلی گارنت-بیوتیت، میانگین دما برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای حدود ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد و در گستره رخساره شیست سبز و دست بالا یک گام بالاتر یعنی شروع رخساره آمفیبولیت و در پهنه‌های بیوتیت – استارولیت بوده و برای سنگ‌های دگرگونی مجاورتی حدود ۶۴۷ درجه سانتی‌گراد است. این دما برای سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیانگر قلمرو رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس در پهنه‌های زوئیزیت تا آمفیبول است. همچنین براساس دما-فشارسنجی به روش تک کانی بیوتیت برای مراحل دگرگونی M1 و M2 که با نرم‌افزارهای محاسباتی دما-فشارسنجی، دما و

فشار دگرگونی به طور میانگین برای مرحله دگرگونی M1 حدود ۵۷۸ درجه سانتی‌گراد و ۵/۱۶ کیلوبار و برای مرحله M2 به طور میانگین حدود ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و ۴/۶ کیلوبار بدست آمد. براساس میانگین دما-فشار مجموعه دگرگونی سرتیپ‌آباد و با توجه به نمودارهای رخساره دگرگونی، می‌توان نتیجه گرفت که مراحل دگرگونی در گستره کاهش فشار در دمای نسبتا ثابت روی داده است. با برآورد شرایط نهایی دما فشار دگرگونی به نظر می‌رسد که بیشترین عمق فعالیت‌های دگرگونی در این منطقه حدود ۲۰ کیلومتری سطح زمین باشد. براساس روش‌های مختلفی که برای پاراگنیس‌ها، هورنفلس‌ها و شیست‌های تجزیه شده به روش ICP-OES به کار برده شد، سنگ مادر سنگ‌های پاراگنیسی از نوع آرکوز، هورنفلس‌ها از نوع ماسه سنگ تیره و شیست‌ها از نوع شیل است.

قدردانی

به سبب تامین بخشی از هزینه‌های این مقاله توسط دانشگاه بوعلی‌سینا از معاونت محترم پژوهش و فناوری تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین نگارندگان از سردبیر، مدیران داخلی و داوران گرامی مجله برای پیشنهادهای ارزنده‌شان در بهتر شدن ساختار علمی مقاله کمال تشکر را دارند.

مراجع

[1] Aghanabati S.A., "*Geology of Iran, Geological survey and mineral exploration of Iran,* (In Persian)", (2004) 640P.

[2] Berberian M., Alavi-tehrani N., "*Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonites, A paleotetonic discussion. In: contribution to the seismotectonic of Iran*", Geological and Mining Survey of Iran, 40 (1977) 263-278.

[3] Mohajjel M., "*Structure and tectonic Evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj- Sirjan zone, Western Iran*", Ph.D. thesis, The University of Wollongong, New south wales, Australia. (1997) 279p.

[4] Mohajjel M., Sahandi R., "*Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the northwestern half and introduction of new sub-zones in it"* (In Persian), Geosciences Scientific Quarterly Journal, 32(8) (1999) 21-49.

[5] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "*U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran*", Journal of Asian Earth Sciences, 41(3) (2011) 238-249.

[6] Hosseini M., "*Geological Qorveh Map 1:100000", No. 5560*", Geological Survey of Iran, (1999).

[7] Blourchi M.H., "*Metamorphic lithological research in the south of Qorveh city",* (In Persian), Master Thesis, Tehran University, (1967).

[8] Hariri A., A "*view on the origin of a group of metamorphic rocks in Qorveh area*", (In Persian), Master Thesis, Shahid Beheshti University, (1995) 161P.

[9] Omravani H., "*Study of metamorphism and deformation of southern Qorveh rocks"*, (In Persian), Master Thesis, Tabriz University, (2005).

[10] Torkian A., Izadyar J., Rezvani-mokaber Z., sepahi A., "*Petrography and application of mineral chemistry in thermodynamic studies of metamorphic rocks, Zarineh region, S-Qorveh, Kurdistan* (In Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 27(4) (2018) 775-786.

[11] Cheraghi S., "*Petrology of metamorphic complex from the Asifabad-Tazehabad, South Qorveh*, *Kordistan Province"* (In Persian), Bu-Ali Sina University, Master Thesis, (2019) 100P.

[12] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "*An Introduction to the Rock Forming Minerals*", Longman, London, (1992) 528p.

[13] Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W., "*Eclogites and Eclogites: their differences and similarities"*, Geological Society of America Bulletin, 76 (5) (1965) 483–508.

[14] Leak B.E., Wolley A.R., Bird W.D., Gilbert M. C., Grice J.D., "*Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of International mineralogical Association, commission on newminerals and mineral names"*, American Mineralogy, 82 (1997) 1019-1037.

[15] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., "*IMA report, nomenclature of the amphiboles upper group*", American Mineralogist, 97 (2012) 2031–2048.

[16] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., "*The Tisaturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*", American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.

[17] Henry D.J., Guidotti C.V., "*Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications*", American Mineralogist, 87 (2002) 375- 382.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.8.9]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.105]

garnet granulite equilibria", Contrib. Mineral. Petrol., 83 (1983) 52-61.

[31] Newton R.C., Perkins D., "*Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz*", American Mineralogist, 67 (3-4) (1982) 203–222.

[32] Goldman D.S.Y., Albee A.L., "*Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with 18O/16 O partitioning between quartz and magnetite*", American Journal of Science, 277 (1977) 750-767.

[33] Holdaway M., Lee, S.N., "*Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 63 (1977) 175-98.

[34] Lavrenteva E.V., Perchuck L.L., "*Cordierite-garnet thermometer, A collection of these*", The Academy of Sciences of the USSR, 259 (1981) 607-700.

[35] Hodges K.V.Y., Spear F.S., "*Geothermometry, geobarometry and the Al2SiO 5 triple point at Mt, Moosilauke, New Hampshire"*, American Mineralogis, 67(1982) 1118-1134.

[36] Pigage L.C., Greenwood H.J., "*Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem*", American Journal of Science, 282(7) (1982) 943 – 969.

[37] Perchuk L.L., Lavrenteva I.V., "*Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite",* In: Saxena, S.K. (Eds.) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry, Springer, New York, 3 (1983) 199-239.

[38] Ganguly J., Saxena S.K., "*Mixing properties of aluminosilicate garnets: constrains for natural and experimental data and application to geothermobarometry*", American Mineralogist, 69 (1984) 88-97.

[39] Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrenteva I.V., "*Precambrian granulites of the Alden Shield, eastern Siberia USSR*", Journal Metamorphic Geology, 3 (1985) 265–310.

[40] Indares A.Y., Martignole J., "*Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite*", American Mineralogist, 70 (1985) 272-278.

[41] Williams M.L., Grambling J.A., "*Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite*", American Mineralogist, 75 (1990) 886-908.

[42] Dasgupta S., Sengupta P., Guha, D., Fukuoka M., "*A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange*

[18] Winter J., "*An introduction to igneous and metamorphic petrology*", (2010), No., 552.

[19] Kuthe J.R., "*The classification of eclogites and how the role of fluids, mineralogy and chemistry helps to determine their processes of formation*", Geological hazards and mitigation, (2016).

[20] Vielzeuf D., Holloway J.R., "*Experimental determination of fluid-ascent melting relations in the pelitic system*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 98 (1988) 257-276.

[21] Vielzeuf D., Schmidt M.W., "*Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts*", Contributions to Mineralogy and Petrology 141(2001) 251–267.

[22] Holland T.J.B., "*Experimental determination of the reaction paragonite: jadeite + kyanite + water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na2O-Al2O3- SiO2-H2O, with applications to eclogites and blueschists*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 68 (1979) 293-301.

[23] Ferry J. M., Spear F. S., "*Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 66 (1978) 113–117.

[24] Thompson A.B., "*Mineral reactions in pelitic rocks: I Predication P-T-X (Fe-Mg) phase relations*", American Journal of Science, (1976).

[25] Schmidt M.W., "*Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer*", Contribution to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.

[26] Graham C.M., Powell R., "*A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California*", Journal of Metamorphic Geology, 3 (1984) 13–31.

[27] Spear F.S., Rumble D., "*Pressure, temperature and structural evolution of the Orfordville Belt, west-central New Hampshire"*, Journal of Petrology, 27 (1986) 1071–1093.

[28] Hodges K.V., Crowley P.D., "*Error estimation in empirical geothermometry and geobarometry for pelitic systems*", American Mineralogist, 70 (7-8) (1985) 702–709.

[29] Ellis D.J., Green D.H., "*An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 71 (1979) 13-22.

[30] Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L., "*Experimental investigation and application of*

[50] Hsu K.J., "*The principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. Bull*", Geological Society of America, 79 (1968) 1063-1074.

[51] Hirschberg A., Winkler H.G.F., "*Stabilitats beziehungen Zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der metamorphose*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 18 (1968) 17-92.

[52] Spear F.S., "*Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths*", Metamorphic pressure-temperature-time paths. (1989), 7:1-55.

[53] De La Roche H., "*Sur l' existence de plusiers facies geochimiques dans les schistes palezoiques des Pyrenees Luchonnaises*", Geologische Rundschau, (1966), 55(2): 274-301.

[54] Herron M.M., "*Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data*", Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 820-829.

[55] Mackenzie, F.T. and Garrels, R.M., "*Evolution of sedimentary rocks",* New York: Norton (1971).

[56] Mason B., Moore C.B., "*Principle of geochemistry*", John Wiley and Sons, (1982) 344p.

[57] Barker A.J., "*Introduction to metamorphic textures and microstructures*", Routledge, (2013).

geothermometer and its application in amphibolites and granulites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 109 (1991) 130-137.

[43] Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M., "*Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 111 (1992) 87-93.

[44] Yardley B.W.D., *"An Introduction to Metamorphic Petrology"*, Longman, (1991) 248p.

[45] Kretz R., "*Metamorphic crystallization*", John Wiley and Sons, (1994) 507p.

[46] Spear F.S., "*Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*", Mineralogical Society of America Monograph, (1993) 799p.

[47] Winkler H.G.F., "*Petrogenesis of metamorphic rock*" (4th ed.), Springer- Verlag, New York Inc., (1976) 334p.

[48] Thompson J.B., Norton S.A., "*Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas*", In: Zen et al. (Eds.) Studies in Appalachian geology- Northern and Maritime, New York, Interscience, (1968) 319-327.

[49] Miyashiro A., "*Metamorphism and Metamorphic belts*", George Allen and Unwin, London, (1973) 492p.